

閉鎖性海域の潮流解析における開境界条件としての 潮位変動の設定法と播磨灘への適用

A method for setup of tidal variation at open boundary points in estuary flow analysis and its application to Harima-Nada

三輪 浩*・池野英利**
Hiroshi Miwa and Hidetoshi Ikeno

**工博 舞鶴工業高等専門学校准教授 建設システム工学科 (〒625-8511 京都府舞鶴市宇白屋 234 番地)

*工博 兵庫県立大学教授 環境人間学部環境人間学科 (〒670-0092 兵庫県姫路市新在家本町 1 丁目 1-12)

In order to estimate circulation process of nutrients and to improve the water quality in an inner bay, it is important to be evaluated characteristics of flow field at the first setout. In this analysis, it has a problem with assignment of tidal level at open boundary, because it is impossible to get measurement values for arbitrary position and time. In this paper, it is presented a new method with the aid of a tide program, Naotide, for estimation of tidal level at open boundary. It can be calculated tidal level of any point and time, because Naotide is calculated it based on interplanetary forces. Effectiveness of the method was proved by applying it to calculation of tidal flow field in Harimanada. It could be effectively used for modeling and simulation of flow field, especially, in the case of existing several open boundaries.

Key Words: estuary, tidal variation, tidal current, boundary condition, Naotide, Harima-Nada

1. 緒 言

閉鎖性海域における水質の悪化は社会環境や自然環境にとって深刻な問題となっている。このような海域においては、水質改善に関する取り組みを適切に進めて行くためには、海域のダイナミクスと水質に関する現状を分析し、これらの特性を把握する必要がある。すなわち、閉鎖性海域における流れ場の特性や富栄養化物質の循環過程を明らかにすることが肝要といえる。湖沼・貯水池や閉鎖性海域では必要に応じて流れや水質の調査が実施されており、場の現状を把握するための貴重な資料となっている。しかしながら、三次元的に広大な領域を有する海域においては、調査観測データのみによる現状把握だけでは不十分な場合が多く、将来予測も困難である。このため、数値モデルに基づく数値シミュレーション法が開発され、これによって種々の分析が行われている^{1)~3)}。

物質の循環過程を解析する際にはこれに先立って流れ場の解析を行う必要があるが、流れ場は物質の循環に直接影響を及ぼすため、高精度の解析結果が要求される。流れ場のシミュレーションでは、海底や海岸との境界(閉境界)および計算しない海域との境界(開境界)における計算点について、物理現象に見合った適切な境界条件を設定する必要がある。このような境界条件の設定は計算結果にも影響を及ぼす重要な問題であることから、これまでにも様々な検討が行われてきた^{4), 5)}。

流れ場の計算では、閉境界の接線方向成分を、隣接す

る計算点と同じとするスリップ条件、あるいは大きさは同じで方向が逆向きとするノンスリップ条件が設定されることが多い。一方、開境界の流速成分は隣接する計算点と同じとする連続条件を設定するのが一般的である。

さて、潮位変動によって生じる流れ場(潮流)のシミュレーションでは、開境界における潮位変動を強制水位として与えて計算を行う。このことから、開境界として設定する計算点においては正確な潮位変動値が得られていることが要求される。特に、対象とする海域が広く、開境界が複数存在する場合には、開境界間で潮位変動に位相差が生じていることから、高精度の潮位設定が不可欠となる。潮位変動の実測値としては、検潮所における観測データなどがあるが、このデータだけでは対象とする開境界の潮位変動を適切に把握することは困難である。このため、実際の適用に当たっては M_2 分潮や主要4分潮を与える方法や、開境界付近の検潮所間のデータを補完して使用するなどの方法がとられている。しかしながら、このような方法で与えられた潮位は、実潮位計測地点から離れるにつれて誤差を生じることになり、得られたシミュレーション結果に好ましくない影響を及ぼすことが十分に考えられる。このことから、開境界においては正確な潮位変動を設定することが、極めて重要である。

本論文では、精度の高い潮位変動値を簡単に設定する方法として、Matsumotoら^{6), 7)}が開発した惑星間の引力発生メカニズムに基づく海洋潮位変動計算モデルNaotide⁸⁾を用いて開境界点の潮位値を計算し、これを強

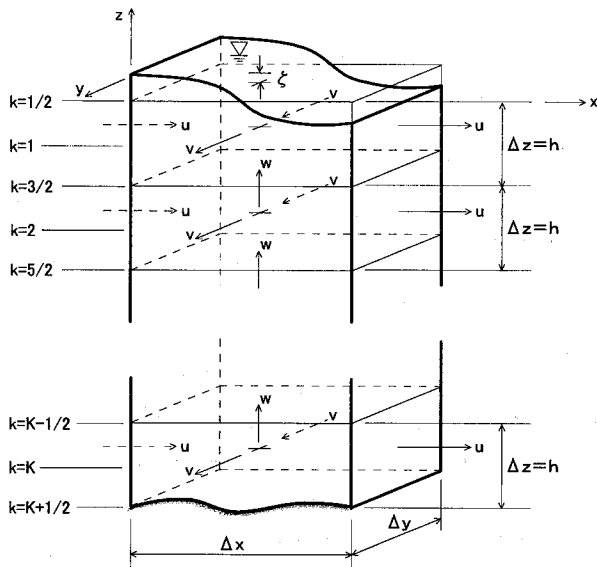


図-1 座標系と流速変数の配置

制水位として与えることによって閉鎖性海域における潮流の流れ場を計算する方法を提案する。この方法を複数の開境界を有する播磨灘と大阪湾に適用した結果、任意の計算点で実測値と良く対応した潮位変動が得られ、また、海域における流れ場もその特徴を良く再現していることが確認された。

2. 流れ場の支配方程式

潮流などの長周期の流れは空間スケールがかなり大きく、この現象は比較的緩慢であると見なすことができる。したがって、鉛直方向の速度成分に関する項は重力加速度と圧力項に対して十分に小さく、鉛直方向の圧力は静水圧分布によって近似することができる。また、座標軸は基準面（水位変動量が零である水平面）の東向きをx軸、北向きをy軸、鉛直上向きをz軸とする。このとき、運動方程式は以下のように表される。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv =$$

$$-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + A_{hx} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_{hy} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

(1)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu =$$

$$-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + A_{hx} \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_{hy} \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

(2)

$$0 = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}$$

(3)

また、連続式は

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

(4)

である。ここに、 u , v , w はそれぞれ x , y , z 軸方向の速

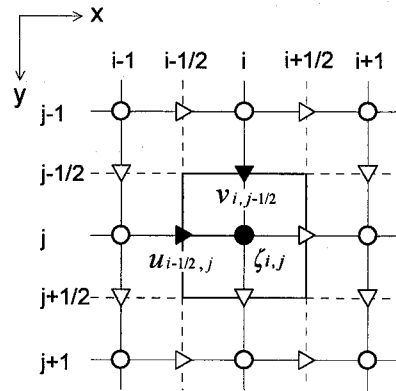


図-2 x-y平面の変数配置

度成分、 f はコリオリパラメータ ($=2\omega \sin \phi$, ω : 地球の自転の角速度, ϕ : 緯度), p は圧力, ρ_0 は基準密度 ($=1,000 \text{ kg/m}^3$), ρ は海水密度, A_{hx} , A_{hy} はそれぞれ x , y 方向の水平混合に関する渦動粘性係数, A_v は z 方向の鉛直混合に関する渦動粘性係数, g は重力加速度である。

なお、連続式(4)を鉛直方向に積分し、自由水面での運動学的条件を考慮することによって、水位に関する次式が得られる。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-H}^{\zeta} u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-H}^{\zeta} v dz = 0 \quad (5)$$

ここに、 H は基準海水面から海底面までの深さである。

3. 数値計算法と境界条件の設定

3.1 Naotide による開境界潮位変動値の設定

先の支配方程式は微小体積における極限值であり、差分化して解く場合には空間的に分割されたメッシュ上での平均量に関する式に変換する必要がある。本文では、図-1に示すように z 方向を固定幅の層に分割し、層間の交換を鉛直流速で評価する多層レベルモデル⁹⁾を採用した。また、 x - y 平面は図-2に示すスタッガードメッシュを用い、支配方程式は陽形式で差分化した。

流れ場の計算過程を図-3に示す。まず、流れ場の計算に関連する条件、パラメータなどを読み込み、全ての計算点の初期化を行った後で計算を開始する。最初の計算時刻において、Naotideを用いて開境界計算点で与える強制潮位値を全計算時刻について求め、ファイルとして保存しておく。実際の計算においては、計算時刻を更新する毎にファイルに保存されている潮位値を読み込む。次に、2ステップ前に求めたその他の計算点における水位と、1ステップ前の流速値 u , v , w から、内部変数としての水位を計算する¹⁰⁾。さらに、計算によって得られた水位と1ステップ前の流速値から当該ステップにおける流速を計算する。最後に、流速に関して閉境界においてはノンスリップ条件を、開境界においては連続条件を適用した後、次の計算ステップに進む。

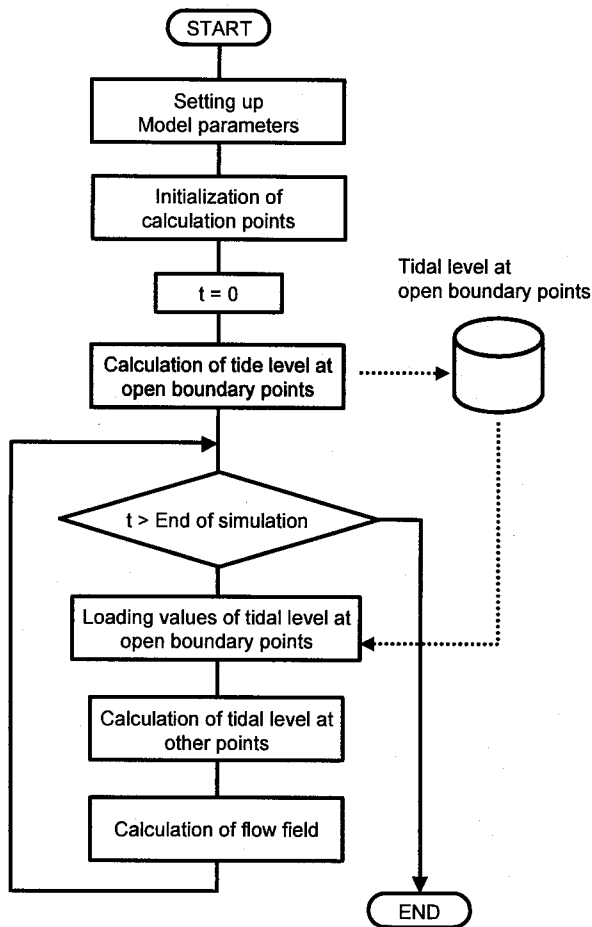


図-3 流れ場の計算手順

Naotideによる開境界における潮位値の計算部分(図-3の網掛け部分)では、図-4に示すように、まず、対象とする計算点の経度、緯度を求める。Naotideの計算に必要な計算点の経度、緯度、シミュレーションにおける計算開始日時、終了時刻、計算間隔などの値をNaotideのソースプログラムファイルの内容を変更することで設定し、子プロセスとして変更したNaotideプログラムをコンパイル、実行する。この処理を開境界の計算点全てについて行うことによって、計算間隔単位での潮位値が得られ

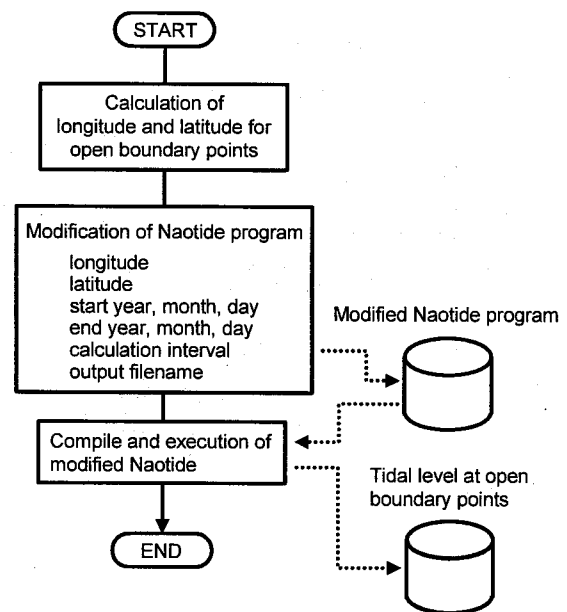


図-4 Naotideによる潮位計算手順

る。計算した値はファイルに保存しておき、各計算ステップで読み込まれて開境界条件として設定される。

3.2 播磨灘への適用と数値解析結果

播磨灘は瀬戸内海の東部に位置し、図-5に示すように、備讃瀬戸、明石海峡および鳴門海峡と繋がる閉鎖性海域である。また、これらを介して瀬戸内海中央部、大阪湾および紀伊水道と海水交換が行われている。なお、播磨灘の西部には小豆島、北部には家島諸島がある。播磨灘の面積は約3,426km²で、瀬戸内海の総面積の約15%を占めている。平均水深は約26mであるが、明石海峡と鳴門海峡の水深は100mを越えている。また、播磨灘中央部での潮流は東または東南東と西または西北西方向に向かう流れが主であり、それぞれ約47%と約17%を占めている。なお、潮流の平均流速は約0.5ノットである。

シミュレーションにおいては、図-6に示すように大阪湾を含めた海域を、東西方向71、南北方向50のメッシュ

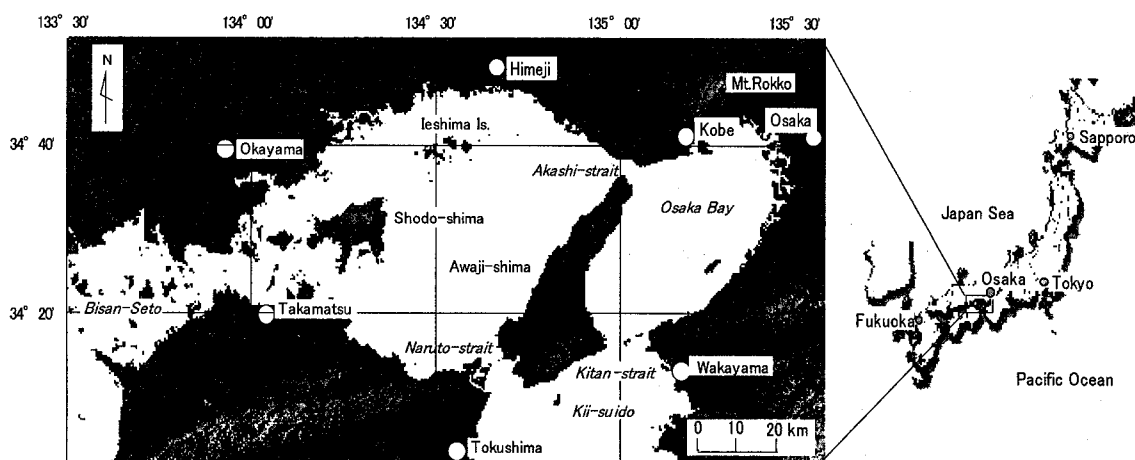


図-5 播磨灘とその周辺海域

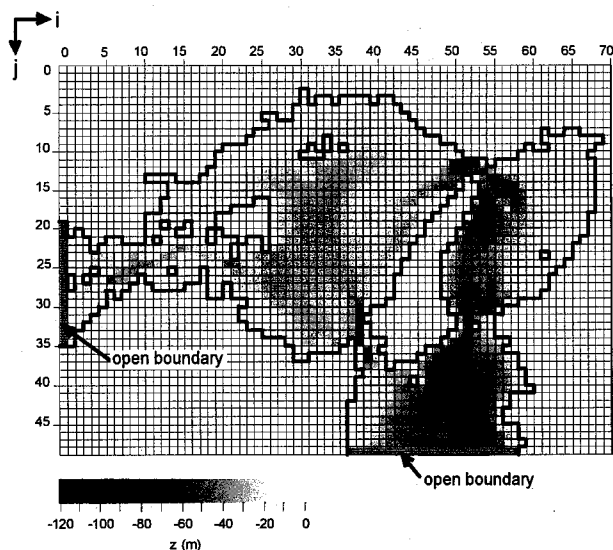


図-6 計算対象領域のメッシュ分割と水深分布

表-1 河川からの流量¹¹⁾

Region	River	Inflow rate (m ³ /sec)	Mesh No. (i, j)
Osaka Bay	Yodo	249.88	(69, 9)
	Yamato	31.22	(68, 13)
	Ina	8.87	(68, 9)
Harimanada	Kako	46.21	(44, 6)
	Ibo	27.50	(36, 4)
	Yoshii	57.51	(14, 14)
	Asahi	53.30	(11, 14)
	Takahari	65.88	(0, 20)
	Yoshino	167.87	(37, 45)
	Doki	1.72	(4, 31)
Kii-suido	Kino	51.85	(58, 37)

に分割し、鉛直方向は23のメッシュに分割した。各メッシュサイズはそれぞれ Δx (東西方向)=2,300m, Δy (南北方向)=1,860mおよび Δz (鉛直方向)=5mである。また、水平方向の渦動粘性係数はRichardsonの4/3乗則に従うものとし、次式で与えた。

$$A_{hx} = 4.64 \times 10^{-4} \Delta x^{4/3} \quad (6a)$$

$$A_{hy} = 4.64 \times 10^{-4} \Delta y^{4/3} \quad (6b)$$

ただし、 A_{hx} , A_{hy} の単位はm²/secである。さらに、鉛直方向の渦動粘性係数は $A_v = 2.0 \times 10^{-3}$ m²/secとした。河川から播磨灘への流入は11本の1級河川を対象とし¹¹⁾、各河川からの流入量をメッシュの第1層目に与えた。これらの流入流量とメッシュ位置を表-1に示す。なお、本計算では風の影響は考慮していない。開境界は備讃瀬戸西部、紀淡海峡南部の2ヶ所に設定しており、両境界のメッシュ点においてNaotideを用いて計算した潮位変動値を各計算ステップで与えて流れ場の計算を行った。また、計算の時間間隔は $\Delta t = 3$ secとした。これは、本計算では陽解

法を用いていること、およびメッシュのスケールが水平方向と鉛直方向で大きく異なるため、鉛直方向のスケールに依存して Δt を決める必要があったためである。なお、陰解法の導入については、現在、検討を進めている。

4. シミュレーション結果と考察

4.1 潮位変動と潮流

まず、本モデルによるシミュレーション結果の再現性を検証するために、潮位変動と潮流変動に関して計算結果と実測結果を比較する。図-7は大阪と高松における1999年12月16日～31日までの潮位時系列を比較したもの

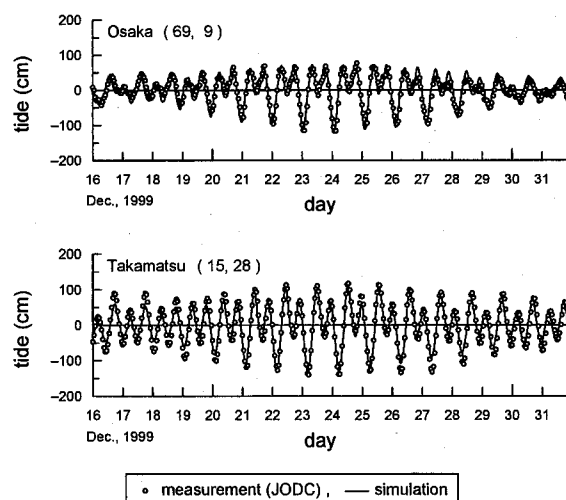


図-7 大阪、高松における潮位変動に関する計算結果と実測結果¹²⁾の比較

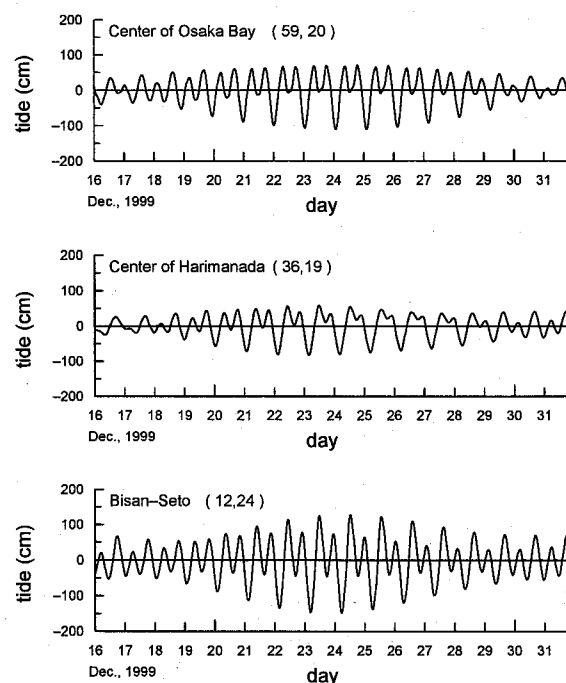
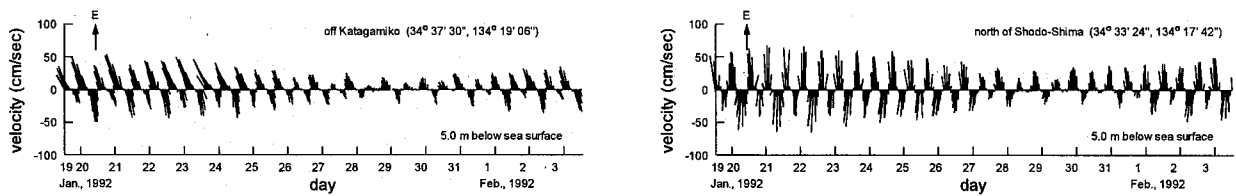
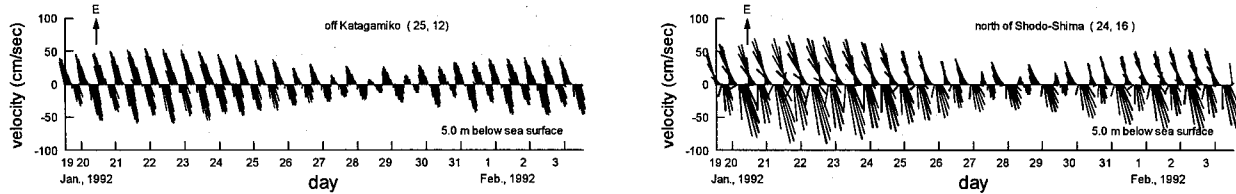


図-8 大阪湾中央部、播磨灘中央部および備讃瀬戸における潮位変動のシミュレーション結果



(a) 実測結果 (JODC)



(b) 計算結果

図-9 小豆島北方沖, 片上港沖における潮流変動に関する計算結果と実測結果¹²⁾の比較

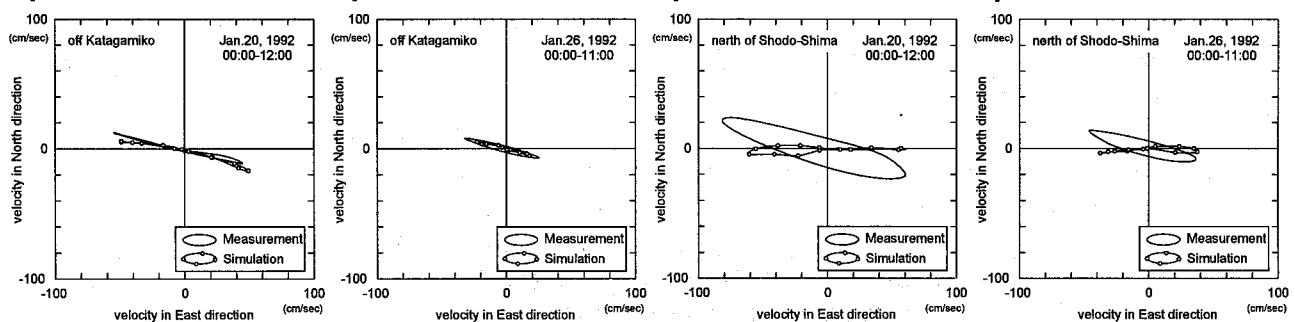


図-10 小豆島北方沖, 片上港沖における潮流楕円に関する計算結果と実測結果の比較

である。計算結果は実測結果をほぼ適切に再現しており、このことからNaotideによる潮位の時系列を開境界で与えることによって、領域内での潮位変動を精度良く再現することができることが確認された。なお、高松において計算値の振幅が若干小さい期間が見られる。本モデルでは気象条件など考慮していない要素があり、気圧変化などが実測データとの差の要因の一つと考えられる。

この計算において設定した開境界計算点間の距離は100km以上あり、その潮位変動には計算時間間隔から無視できない位相差が見られる。そのために、全ての開境界計算点に同じ強制水位を与えると大きな計算誤差を生じ、計算終了時刻まで計算を実施することができなかった。しかしながら、Naotideを用いる方法は、地球上の任意の点についてその潮位変動値の設定が可能であり、播磨灘のように複数の地点についても潮位変動の位相差を含めて正確に設定できることから、様々な閉鎖性海域の潮流計算に適用できるものである。

図-8はシミュレーションによる大阪湾中央部、播磨灘中央部および備讃瀬戸における、図-7と同じ期間の潮位時系列を示している。いずれの地点でも1日2周期の変動を示しているが、潮位変動の振幅(潮位差)や位相は場所によってかなり異なることがわかる。とくに、備讃

瀬戸での潮位差に比べて播磨灘中央部ではかなり小さく、このことから潮流についても場所的にかんがりの違いがあると予想される。

図-9は片上港沖および小豆島北方沖における1992年1月19日から2月3日までの潮流ベクトルの実測結果とシミュレーション結果を示している。ただし、図の上方を東としている。また、図-10は1月20日と26日における潮流楕円を示している。実測結果はいずれの地点でも東西方向の流れが卓越し、また、1月26日頃から31日頃までは流速は小さくなっており、計算結果はこれらの傾向をほぼ再現しているといえる。ただし、計算結果の流速は実測結果よりも若干大きいこと、また、小豆島北方沖の実測結果では弱い南北方向成分が、計算結果では顕著に現れている点に関する検討は今後の課題である。これらの検討に当たっては、気象潮、内部潮汐、Naotide自体の陸地地形の影響も考慮する必要がある。しかし、本研究では気象条件や海水の密度変化は考慮していないため、流向・流速への影響を議論することはできない。気象条件を考慮し、水温や塩分濃度による密度変化を算定できるモデルに拡張することによって、これらの議論ができるとともに、淡水流入の影響や成層場の解析も可能となる。また、Naotide自体は陸地地形を考慮して計算しているが、

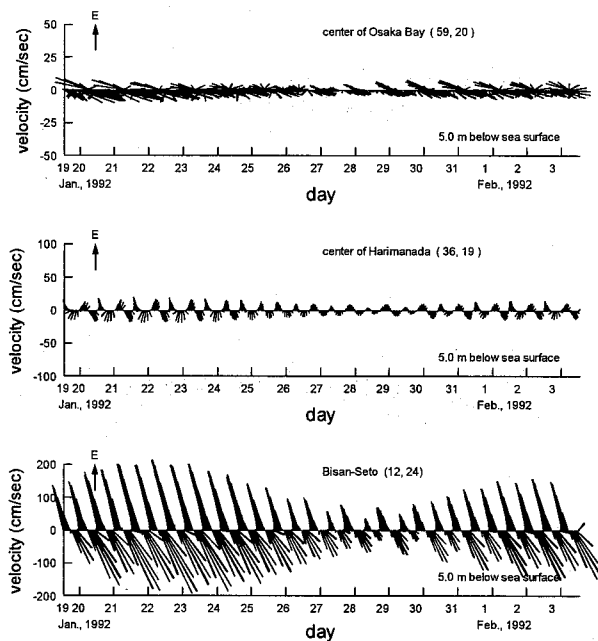


図-11 大阪湾中央部，播磨灘中央部および備讃瀬戸における潮流変動のシミュレーション結果

この地形と本計算における陸岸形状の相違が計算結果に影響する可能性があることに留意する必要がある。

図-11はシミュレーションによる大阪湾中央部，播磨灘中央部および備讃瀬戸における，図-9と同じ期間の潮流ベクトルを示している。大阪湾中央部では南北方向の流

れが卓越しているのに対して，播磨灘中央部および備讃瀬戸では東西方向の流れが卓越していることがわかる。これは，大阪湾ではその南北方向にある紀淡海峡と明石海峡との海水交換の影響によるものであり，播磨灘と備讃瀬戸ではその東西にある明石海峡，鳴門海峡および水島灘，備後灘との海水交換の影響によるものであると考えられる。また，備讃瀬戸の流速に比べて播磨灘中央部の流速は極めて小さい。図-8の結果から推測すれば，これは潮位変動の差を反映したものであると思われる。また，播磨灘中央部では流れはかなり小さく，物質の移流を停滞させる要因となっていると考えられる。

以上の検討結果より，本シミュレーションによって得られた流れ場は実際の現象を実用上十分な精度で再現していると判断できるとともに，播磨灘中央部の流れは非常に遅い傾向があることが示された。

4.2 潮汐残差流

図-12は1998年10月25日の播磨灘と大阪湾における海面下7.5m，17.5m，27.5mおよび37.5mでの水平方向の日平均残差流ベクトルを示している。なお，この時期の別の日においてもほぼ同様の傾向を示していることが確かめられている。藤原ら^{13), 14)}は大阪湾での海上観測や漁師の潮の知識をもとに，湾内では沖ノ瀬環流，友ヶ島反流，須磨沖反流，西宮沖環流および東岸恒流帯の5つの潮汐残差流が認められることを示した。この中で，沖ノ瀬環流は最も卓越した残差流であり，明石海峡からの潮流ジ

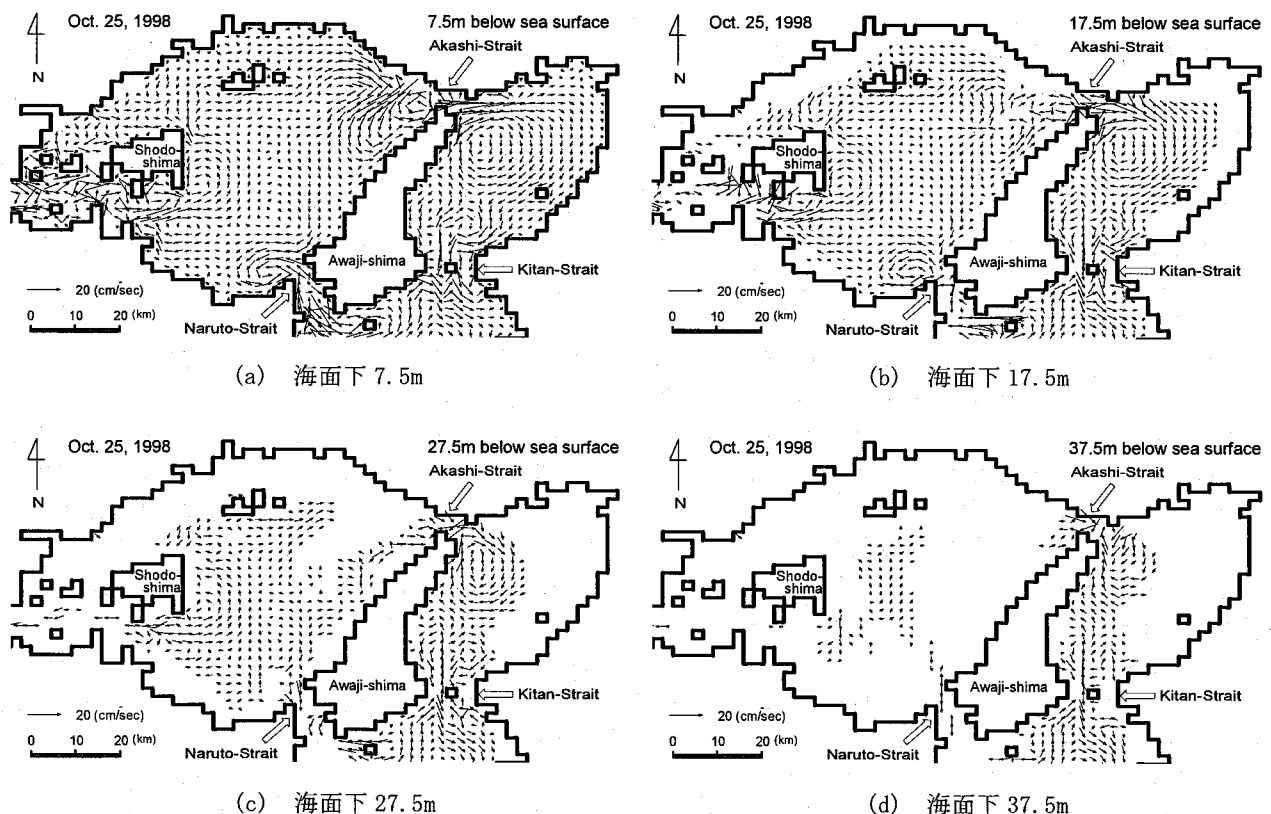


図-12 水平残差流ベクトル（1998年10月25日）

エットの影響を受けて形成されたものである。海面下7.5mの結果を見ると、これらの残差流をおおむね適切に再現していることがわかる。また、沖ノ瀬環流は海面下37.5m、友ヶ島反流は海面下27.5mでも確認することができる。

一方、播磨灘では、海面下7.5mにおいて明石海峡の西に時計回りと反時計回りの2つの残差流と、鳴門海峡の北西に反時計回りの残差流が認められる。また、明石海峡の西と鳴門海峡北西の反時計回りの残差流は海面下17.5mでもその存在が確認できる。しかしながら、播磨灘の北部や中央部の残差流は非常に小さい。また、鉛直方向の流速については海峡部を除けば水平方向のそれに比べて極めて小さいことが確認されている。したがって、播磨灘は河川からの流入物質を灘内に蓄積しやすい傾向を持っていると考えられる。とくに、北部の小さい残差流は阪神工業地帯の播磨地区の沖合での物質の高濃度化を引き起こす原因となっていると推察される。大阪湾ではその閉鎖性ゆえの富栄養化が問題となっているが、播磨灘においても河川から流入する各種物質が貯留されやすい傾向を持つことが流れ場の解析から示唆される。

なお、1998年10月17日に台風10号が鹿児島県に上陸し、西日本を縦断、翌18日に北海道に達した。このため、実際にはこれに伴う有意な気象潮が生起している可能性がある。まず、他の時期について流れ場の検討を行うとともに、今後、気象条件を考慮できるモデルに発展させる必要がある。

5. 結 語

本論文で提案した方法は任意の地点の潮位を簡単に設定することができることから、様々な閉鎖性海域の開境界における潮位変動値の設定に適用することができる。とくに、閉鎖性海域とはいえ播磨灘のように潮位に位相差がある複数の開境界を含むような比較的広い海域を対象とする数値シミュレーションにおいて、本手法の有効性は極めて高いと考えられる。水環境の解析や予測において数値シミュレーション法は重要な技術であり、本論文で示した閉鎖性海域の潮流解析手法を基礎に、物質の循環過程を含めたモデル記述を進め、実測データと対応付けた解析に発展させていくことが今後の課題である。

謝辞

Naotideの開発者である国立天文台地球回転研究系水沢観測センター松本晃治博士（現 RISE推進室）にはプログラムの使用を快諾頂くとともに潮位推定モデルに関する論文^{6),7)}をご紹介頂いた。また、潮位と潮流の観測データは日本海洋データセンター（JODC）から提供されたものである。関係各位に厚く御礼申し上げる。最後に、

加茂田かおり氏（研究当時、姫路工業大学環境人間学部学生）にはデータ整理等で多大なご協力を得た。記して謝意を表す。

参考文献

- 1) Blumberg, A. F. and Mellor, G. L.: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, Coastal Estuarine Sciences, Vol.4, N. S. Heaps, ed., American Geophysical Union, Washington, D. C., pp.1-16, 1987.
- 2) 中辻啓二：海洋：閉鎖性海域（環境数値流体力学講座2）数値流体力学，第4巻，第4号，pp. 306-332, 1996.
- 3) 金子安雄，堀江 毅，柏村正樹，豊田奉節，矢嶋道夫：播磨灘の潮流と海水汚濁拡散の数値解析，港湾技研資料，No. 231，pp. 1-58, 1976.
- 4) 久保田雅久，青山 靖：海洋数値モデルにおけるOpen Boundary Condition，沿岸海洋研究ノート，Vol. 27，No. 2，pp. 178-200, 1990.
- 5) 横山長之：海洋環境シミュレーション，第Ⅲ章，白亜書房，1993.
- 6) Matsumoto, K., Takanezawa, T. and Ooe, M.: Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan, *Journal of Oceanography*, Vol.56, pp.567-581, 2000.
- 7) Matsumoto, K., Sato, T., Takanezawa, T. and Ooe, M.: GOTIC2: A program for computation of oceanic tidal loading effect, *Journal of the Geodetic Society of Japan*, Vol.47, No.1, pp.243-248, 2001.
- 8) Naotide, NAO.99b tidal prediction system
http://www.miz.nao.ac.jp/staffs/nao99/index_En.html
- 9) 岩佐義明，井上和也，劉 樹坤，阿部 徹：琵琶湖流の三次元的な解析，京都大学防災研究所年報，第26号，B-2，pp. 531-542, 1978.
- 10) Mellor, G. L.: Users guide for a three dimensional, primitive equation, *numerical ocean mode*, 1998.
- 11) 建設省河川局：流量年表（平成11年），2001.
- 12) 日本海洋データセンター（JODC）
<http://www.jodc.go.jp/>
- 13) 藤原建紀，肥後竹彦，高杉由夫：大阪湾の恒流と潮流・渦，海岸工学論文集，土木学会，第36巻，pp. 209-213, 1989.
- 14) 藤原建紀，深田好文，中辻啓二，倉本茂樹：大阪湾東部上層水の交換時間と流動特性 -内湾奥部にみられる高気圧性渦-，沿岸海洋研究ノート，Vol. 31，No. 2，pp. 227-238, 1994.

（2007年4月12日 受付）